

Wind-driven coastal circulation in the Gulf of Tehuantepec, Mexico

Circulación costera forzada por el viento en el golfo de Tehuantepec, México

FA Velázquez-Muñoz^{1*}, JA Martínez¹, C Chavanne^{2,3}, R Durazo¹, P Flament²

¹ Facultad de Ciencias Marinas, Universidad Autónoma de Baja California, Km 103 Carretera Tijuana-Ensenada, Ensenada, CP 22860, Baja California, México.

² Department of Oceanography, School of Ocean and Earth Science and Technology, University of Hawaii at Manoa, Honolulu, Hawaii, USA.

³ School of Environmental Sciences, University of East Anglia, Norwich NR4 7TJ, UK.

* Corresponding author. E-mail: federico.velazquez@uabc.edu.mx

ABSTRACT. Sea surface current measurements and wind stress and sea surface temperature satellite data were used to study the effect of northerly wind events (Tehuano) on coastal dynamics in the Gulf of Tehuantepec, Mexico. The winter 2005 observations show a significant change in the intensity and direction of surface currents during wind events, which is reflected in an increase in kinetic energy and negative relative vorticity. The analysis revealed that kinetic energy of the coastal current decreases (increases) in periods when there is absence (presence) of Tehuano wind events, and that the relative vorticity has a tendency to positive values under low wind conditions and a tendency to negative values during high wind events. An asymmetric ocean response was observed due to wind stress forcing and the interaction between a persistent coastal current and offshore wind stress.

Key words: Gulf of Tehuantepec, coastal countercurrent, wind-driven current, ocean eddies, offshore wind.

RESUMEN. Con base en mediciones de corrientes superficiales del océano e información satelital de vientos y temperatura superficial del océano, se estudió el efecto de los eventos de viento del norte (tehuano) sobre la dinámica costera en el golfo de Tehuantepec, México. Las observaciones realizadas durante el invierno de 2005 mostraron un cambio significativo en la intensidad y dirección de las corrientes superficiales durante los eventos de viento, que se vio reflejado en un aumento de la energía cinética y de la vorticidad relativa negativa. El análisis mostró que la energía cinética de la corriente costera decrece (incrementa) en los periodos cuando hay ausencia (presencia) de eventos de viento tehuano, y que la vorticidad relativa presenta una tendencia a valores positivos bajo condiciones de viento débil y una notoria tendencia a valores negativos durante los eventos de viento intenso. Se observó una asimetría en la respuesta del océano por el forzamiento del esfuerzo del viento y la interacción entre una corriente costera persistente y el viento normal a la costa.

Palabras clave: Golfo de Tehuantepec, contracorriente costera, corriente forzada por viento, remolinos oceánicos, viento normal a la costa.

INTRODUCTION

In winter, coastal ocean circulation in the Gulf of Tehuantepec (GT; 16°N, 95°W) is strongly controlled by a series of northerly wind events known as Nortes or Tehuanos. These winds are produced when there is a difference in atmospheric pressure between the Gulf of Mexico and the tropical Pacific, causing wind to flow through the Isthmus of Tehuantepec and fan out over the waters of the GT (Steenburgh *et al.* 1998, Romero-Centeno *et al.* 2003). Tehuanos are of such an intensity that they generate near-shore mesoscale eddies and cooling (Barton *et al.* 1993, Trasviña *et al.* 1995). Wyrcki (1965) and Kessler (2002) reported that winter circulation in the Tropical Eastern Pacific is characterized by a poleward geostrophic flow along the coast of Central America and Mexico. When a wind event occurs, coastal circulation in the GT is significantly modified.

Several studies have reported the formation of mesoscale eddies, which in satellite imagery are identified as areas of

INTRODUCCIÓN

Durante el invierno, la circulación oceánica en la costa del golfo de Tehuantepec (GT; 16°N, 95°W) está controlada por una serie de eventos de viento del norte conocidos como nortes o tehuano. Estos vientos se producen cuando existe una diferencia de presión atmosférica entre el golfo de México y el Pacífico tropical, lo que origina un flujo de viento a través del istmo de Tehuantepec que sale en forma de abanico sobre las aguas del GT (Steenburgh *et al.* 1998, Romero-Centeno *et al.* 2003). Los tehuano son de tal intensidad que generan remolinos de mesoescala y enfriamiento en el océano cerca de la costa (Barton *et al.* 1993, Trasviña *et al.* 1995). Wyrcki (1965) y Kessler (2002) informaron que la circulación de invierno en el Pacífico oriental tropical está caracterizada por una corriente geostrofica que viaja hacia el polo a lo largo de la costa de América Central y México. Cuando se presenta un evento de viento, la circulación costera en el GT se modifica significativamente.

high chlorophyll *a* concentrations and low temperatures (Müller-Karger and Fuentes-Yaco 2000, McClain *et al.* 2002, González-Silvera *et al.* 2004). The effects produced by a wind event basically consist of an offshore drag accompanied by a decrease in sea level near the shore. A pair of eddies of opposite sign then form on both sides of the wind jet (Lavín *et al.* 1992). Satellite imagery and *in situ* measurements have revealed important differences between the eddies generated (Barton *et al.* 1993, Trasviña *et al.* 1995, Müller-Karger and Fuentes-Yaco 2000, González-Silvera *et al.* 2004). The anticyclonic eddy that forms on the west side of the wind jet is generally more intense, smaller in diameter, and lasts longer than the cyclonic eddy that forms on the east side and which is not always visible. McCreary *et al.* (1989) explain that this asymmetry is due to an entrainment of cold water on the side of the cyclonic eddy. Even though the results obtained by Clarke (1988) show a symmetric response of the ocean, this author suggests that the anticyclonic eddy is intensified by the negative vorticity produced by the inertial wind path.

Though differences have been detected in the dynamic response of surface currents to Tehuanos, to date there are no reports that discuss the physical mechanisms causing the asymmetric response of the ocean on both sides of the wind jet. Our observations indicate that the presence of a coastal current during winter is one of the main causes of this asymmetry. The role played by the wind stress component parallel to the coast and wind stress divergence in the local dynamics is also examined.

In this study we analyze the effect of wind on sea surface circulation based on high-frequency radar measurements of surface currents taken off the coast of Oaxaca between February and April 2005. We examine the temporal evolution of surface velocity fields and analyze the effects caused by strong local winds on the coastal dynamics. We first show the results of the ocean current observations together with the wind and sea surface temperature observations. We then show the spatial relationship between the wind stress and surface current variables. Finally, we show the combined results, comparing representative series of the wind variables and the spatial density of kinetic energy and relative vorticity.

MEASUREMENTS AND DATA

For this study we used the Cross-Calibrated, Multi-Platform (CCMP) Ocean Surface Wind Velocity Product (Hoffman 1984, Atlas *et al.* 1996). This product provides zonal and meridional wind component data at 6-h intervals, with a spatial resolution of 25 km. We also used measurements of sea surface temperature from the Geostationary Operational Environmental Satellite (GOES) product (JPL Physical Oceanography Distributed Active Archive Center). This product provides daily images with a spatial resolution of ~5.5 km. To study the spatial and temporal variability of coastal circulation in the GT, high-frequency radar (HFR) systems (16-element phased array) were installed at two sites

En varios estudios se ha registrado la formación de remolinos de mesoescala, que se identifican en imágenes satelitales como zonas de alta concentración de clorofila *a* y baja temperatura (Müller-Karger y Fuentes-Yaco 2000, McClain *et al.* 2002, González-Silvera *et al.* 2004). La explicación básica de los efectos producidos por un evento de viento consiste en un arrastre hacia afuera de la costa, acompañado de una disminución en el nivel del mar junto a la costa. Posteriormente, se forma un par de remolinos de signo contrario en ambos lados del chorro de viento (Lavín *et al.* 1992). Las evidencias obtenidas de imágenes satelitales y de mediciones *in situ* muestran diferencias importantes entre los remolinos generados (Barton *et al.* 1993, Trasviña *et al.* 1995, Müller-Karger y Fuentes-Yaco 2000, González-Silvera *et al.* 2004). El remolino anticiclónico que se forma al oeste del chorro de viento es generalmente más intenso, de menor diámetro y más longevo que el remolino ciclónico que se forma en la zona este y que no siempre es visible. McCreary *et al.* (1989) explican que esta asimetría se debe al abordamiento de agua fría en el lado del remolino ciclónico. Aún cuando sus resultados muestran una respuesta simétrica del océano, Clarke (1988) sugiere que la intensificación del remolino anticiclónico se debe a que la trayectoria inercial del viento introduce vorticidad negativa.

En resumen, se han reconocido las diferencias de la respuesta dinámica de la corriente superficial a los tehuanos; sin embargo, a la fecha no existen estudios que discutan los mecanismos físicos que causan la respuesta asimétrica del océano a ambos lados del chorro de viento. Las observaciones que se reportan en el presente trabajo permiten suponer, como primer punto, que la presencia de una corriente costera durante el invierno es una de las principales causas de esta asimetría. Adicionalmente, se examina el papel que juegan la componente del esfuerzo del viento paralela a la costa y la divergencia del esfuerzo del viento sobre la dinámica local.

En este trabajo se estudia el efecto del viento sobre la circulación superficial del océano a partir de mediciones de corrientes superficiales con sistemas de radar de alta frecuencia obtenidas en la costa de Oaxaca entre febrero y abril de 2005. Se estudia la evolución temporal de los campos de velocidad superficial y se analizan los efectos causados por los vientos locales fuertes sobre la dinámica costera. Como inicio, se muestran los resultados de las observaciones de corrientes en conjunto con observaciones de viento y temperatura superficial. Posteriormente, se muestra la relación espacial entre las variables del esfuerzo del viento y las variables de la corriente superficial. Finalmente, se muestran todos estos resultados de forma integral, mediante la comparación de series representativas de las variables del viento y la densidad espacial de energía cinética y de vorticidad relativa.

MEDICIONES Y DATOS

Para este trabajo se utilizaron las mediciones satelitales de la velocidad del viento sobre la superficie del océano

(Santa María del Mar and Playa Cangrejo) on the northern GT coast (Gurgel *et al.* 2000) and operated from February to April 2005 at a frequency of 16.3 MHz. At this frequency, HFR systems typically provide a coverage of up to 120 km offshore, depending on the environmental conditions. The systems were configured to obtain measurements every 20 min. The radial measurements from both sites were processed using the HFRadarmap Toolbox version 4.1 (Paduan and Cook 2004) to obtain the total velocity hourly fields in a Cartesian rectangular grid of 5.5-km spatial resolution. For this analysis we used the first set of measurements obtained from 9 February to 18 March 2005. Wind data were used to calculate sea surface wind stress according to Large and Pond (1981) and they were interpolated into the grid of the HFR observations.

RESULTS

The mean wind stress field (and standard deviation) for the period from February to March 2005 shows a well-defined wind jet normal to the coast of the GT (fig. 1a), extending ~400 km towards the southwest. Figure 1 also shows the change in wind direction: close to shore, in the center of the wind jet, the wind is northerly, whereas offshore (13–15° N), on the west side of the jet, it is northeasterly. Maximum variability in the area covered by the wind flow occurs around coordinates 15° N and 95° W, approximately 120 km offshore. The time series of the wind components at the point of maximum variability is shown in figure 1b, and four wind events can be identified during the sampling period. The first event occurred from 9 to 11 February and reached 16 m s^{-1} ($\sim 0.5 \text{ N m}^{-2}$). A second less intense event, with maximum wind velocity of 14 m s^{-1} ($\sim 0.3 \text{ N m}^{-2}$), occurred from 17 to 19 February, and it was followed by a period of relative calm from 22 February to 8 March. The most intense wind event of the sampling period reached a maximum of 18 m s^{-1} ($\sim 0.7 \text{ N m}^{-2}$) and occurred from 9 to 11 March, prior to a short, less intense wind event ($\sim 0.30 \text{ N m}^{-2}$).

The area covered by each of the HFR systems installed at Santa María del Mar and Playa Cangrejo is shown in figure 2a. The variation in the shades of grey indicates the temporal coverage (%) of the data obtained with both HFR during the sampling period. In the part farthest from each site, this percentage decreases as a consequence of the daily variation in the range the emitted signal reached. In this analysis we considered only the grid nodes with more than 60% coverage. Surface current variance (shades of grey) and its mean field (vectors) are shown in figure 2b. Variability is lowest close to the coast, towards the east, and increases offshore, towards the southwest, and is maximum near 95.15° W and 15.50° N, where wind variability is maximum (see fig. 1a). It is important to note that the lowest values are associated with a mean current that enters the GT on the eastern side, while the highest values coincide with the area where

del producto *Cross-Calibrated, Multi-Platform* (CCMP) (Hoffman 1984, Atlas *et al.* 1996). Este producto proporciona datos de las componentes (zonal y meridional) del viento a intervalos de 6 h, en un arreglo con resolución espacial de 25 km. También se utilizaron mediciones de la temperatura superficial del océano del producto de Satélite Geoestacionario Operacional Ambiental (GOES, por sus siglas en inglés; *JPL Physical Oceanography Distributed Active Archive Center*), que proporciona imágenes diarias con una resolución espacial de ~5.5 km. Con el objetivo de estudiar la variabilidad espacial y temporal de la circulación costera en el GT, se instalaron sistemas de radar de alta frecuencia (RAF) (en un arreglo de fase de 16 canales) en dos sitios (Santa María del Mar y Playa Cangrejo) en la costa norte del golfo (Gurgel *et al.* 2000), y se operaron entre febrero y abril de 2005 a una frecuencia de 16.3 MHz. A esta frecuencia de operación, los sistemas RAF alcanzan una cobertura típica de hasta 120 km mar adentro, dependiendo de las condiciones ambientales. Los sistemas se configuraron para obtener mediciones cada 20 min. Las mediciones radiales de ambos sitios fueron procesadas mediante las rutinas *HFRadarmap Toolbox* (versión 4.1) de Paduan y Cook (2004) para obtener los campos horarios de velocidad total en una malla rectangular cartesiana de 5.5 km de resolución espacial. Para este trabajo se utilizó el primer conjunto de mediciones comprendido del 9 de febrero al 18 de marzo de 2005. Los datos de viento se utilizaron para calcular el esfuerzo del viento sobre la superficie del océano de acuerdo con Large y Pond (1981) y se interpolaron a la malla de las observaciones de los sistemas RAF.

RESULTADOS

El campo promedio y la desviación estándar del esfuerzo del viento, para el periodo de febrero a marzo de 2005, muestran un chorro de viento bien definido normal a la costa del GT (fig. 1a), que se extiende ~400 km hacia el suroeste. En la figura 1a, también es evidente el cambio en la dirección del viento: cerca de la costa, en el centro del chorro, el viento es del norte, mientras que mar adentro (13–15° N), en el lado occidental del chorro, cambia a un viento del noreste. La máxima variabilidad en la zona donde se extiende el flujo de viento se localiza alrededor de las coordenadas 15° N, 95° W, aproximadamente a 120 km de la costa. En la figura 1b, se puede observar la serie de tiempo de las componentes del viento en el punto de máxima variabilidad, y se identifican cuatro eventos de viento durante el periodo de observaciones. El primer evento transcurrió del 9 al 11 de febrero y alcanzó los 16 m s^{-1} ($\sim 0.5 \text{ N m}^{-2}$). Un segundo evento de menor intensidad, con un máximo en la velocidad del viento de 14 m s^{-1} ($\sim 0.3 \text{ N m}^{-2}$), se presentó del 17 al 19 de febrero, seguido de un periodo de calma relativa entre el 22 de febrero y el 8 de marzo. El evento más intenso en el periodo de observaciones alcanzó un máximo de 18 m s^{-1} ($\sim 0.7 \text{ N m}^{-2}$) y se presentó del 9 al 11 de marzo, previo a un evento de viento de corta duración y menor intensidad ($\sim 0.30 \text{ N m}^{-2}$).

the mean current moves southwestwards; this is related to changes in direction as a result of the direct influence of the wind.

To illustrate the changes in sea surface circulation produced by northerly wind events, as an example, in figure 3 we compare the daily means of the surface current and sea surface temperature fields obtained for weak wind or non-existent wind conditions and during a Tehuano event. The mean current fields for 16 and 17 February (fig. 3a, b) correspond to a period of relatively calm wind between the first two events, while those for 19 and 20 February (fig. 3c, d) correspond to a Tehuano event. The white arrows indicate mean wind direction and intensity taken from the CCMP product for those days. During the calm period (fig. 3a, b), which can be considered a period of relaxation or adjustment after the wind event, a warm current can be observed flowing

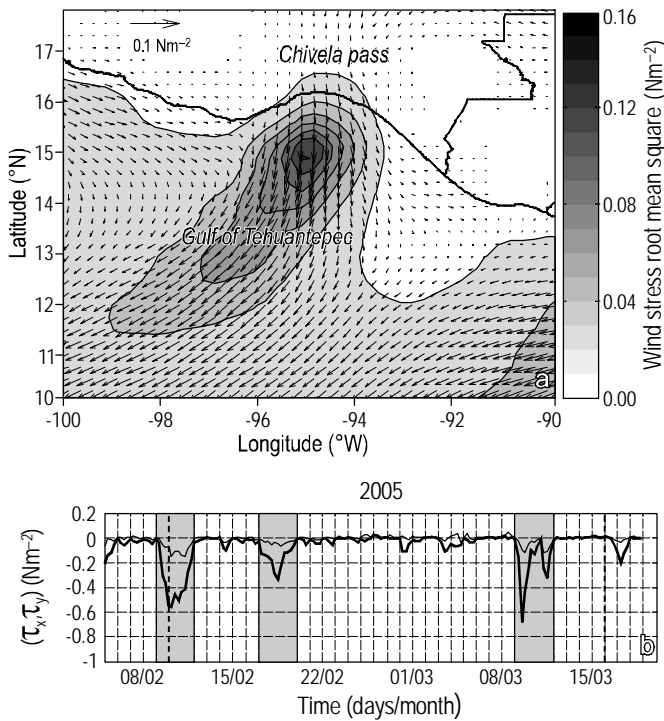


Figure 1. (a) Mean wind stress calculated for the period from 1 February to 31 March 2005. Mean square error of wind stress is represented by shades of grey. (b) Time series of the zonal component (τ_x , thin line) and meridional component (τ_y , thick line) of wind stress at the maximum point of variability located at 15° N and 95° W. The sampling period (9 February to 18 March 2005) is delimited by dashed lines. The grey-toned bars indicate the periods when Tehuano events occurred.

Figura 1. (a) Esfuerzo del viento promedio calculado para el periodo del 1 de febrero al 31 de marzo de 2005. En tonos de gris se representa el error cuadrático medio del esfuerzo del viento. (b) Serie de tiempo de las componentes zonal (τ_x , línea delgada) y meridional (τ_y , línea gruesa) del esfuerzo del viento en el punto de máxima variabilidad, localizado en 15° N, 95° W. El periodo de mediciones está delimitado entre líneas punteadas. Las barras de color gris muestran los periodos de eventos tehuanos.

El área de cobertura de cada uno de los sistemas RAF instalados en Santa María del Mar y Playa Cangrejo se muestra en la figura 2a. La variación en la tonalidad de gris muestra la cobertura temporal (%) de datos obtenidos con ambos RAF durante el periodo de mediciones. En la parte lejana a cada uno de los sitios de los RAF, este porcentaje disminuyó como consecuencia de la variación diaria en el alcance de la señal emitida. Para este trabajo se consideraron sólo los nodos de malla que contenían más del 60% de cobertura temporal. En la figura 2b se muestra la varianza (escala de grises) de la corriente superficial y su campo promedio (vectores). La menor variabilidad está cerca de la costa, hacia el este, y aumenta hacia afuera de la costa, en dirección suroeste, con un valor máximo cerca de 95.15° W y 15.50° N, donde la varianza del viento es máxima (ver fig. 1a). Es importante resaltar que los valores menores de la varianza están asociados a una corriente media que entra al GT por el este, mientras que los valores mayores coinciden con la zona donde la corriente media fluye hacia el suroeste; lo anterior está relacionado con cambios en la dirección por la influencia directa del viento.

Para ilustrar los cambios en la circulación superficial producida por los vientos del norte, como un ejemplo, en la figura 3 se contrastan los promedios diarios de los campos de corriente superficial y de temperatura superficial del mar obtenidos para condiciones de viento débil o casi inexistente y durante un evento de viento tehuano. Los campos de corriente promedio para el 16 y 17 de febrero (fig. 3a, b) corresponden al periodo entre los primeros dos eventos cuando el viento está en relativa calma, mientras que aquellos para el 19 y 20 de febrero (fig. 3c, d) corresponden a un evento de viento tehuano. En este caso, las flechas blancas indican la dirección e intensidad promedio del viento tomadas del producto CCMP para esos días. En el periodo de calma (fig. 3a, b), que se puede considerar como un periodo de relajación o de ajuste posterior al evento de viento, se puede observar una corriente cálida que fluye a lo largo de la costa, del este hacia el oeste de la zona de cobertura; este flujo de corriente cálida también se puede considerar como el flujo medio que existiría en ausencia de tehuanos, con una velocidad media de la corriente de $\sim 0.4 \text{ m s}^{-1}$ y una temperatura 2 °C más alta que el agua que la rodea. Aunque no se muestran todas las figuras de la secuencia de mediciones, es importante señalar que en ausencia de vientos fuertes, se observa que el flujo cálido que entra al GT por el este es persistente. El 18 de febrero comenzó un evento de viento con duración de 48 h. Durante el 19 y 20 de febrero (fig. 3c, d) se puede observar que, en la parte oriental del área de cobertura (hacia el este del eje del chorro de viento), la corriente costera se dirige hacia el suroeste. En el lado occidental, la corriente cerca de la costa invierte su dirección y converge con la corriente costera del este, y forman un flujo que sigue la dirección del chorro del viento mar adentro. La posición del chorro se evidencia por la zona de menor

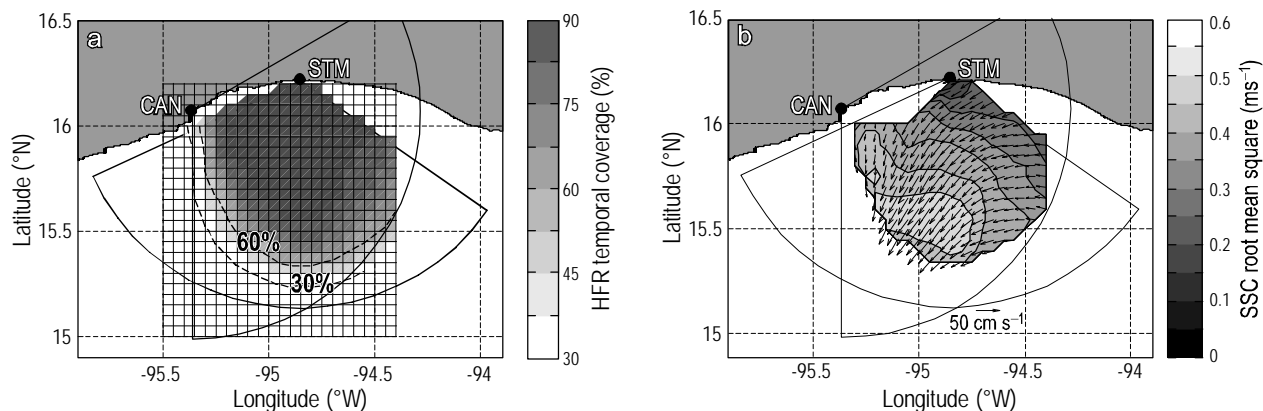


Figure 2. (a) Percentage of data obtained during the sampling period using two high-frequency radar (HFR) systems installed at Santa María del Mar (STM) and Playa Cangrejo (CAN). The spatial grid resolution is 5.5 km. (b) Mean field of sea surface current (SSC) during the sampling period in the area where coverage was at least 60%. Mean square error of surface current velocity is represented by shades of grey. The regions indicated by black lines correspond to the spatial coverage area of each HFR system.

Figura 2. (a) Porcentaje de datos obtenidos durante el periodo de mediciones con los sistemas de radar de alta frecuencia (HFR) instalados en Santa María del Mar (STM) y Playa Cangrejo (CAN). La resolución espacial de la malla es de 5.5 km. (b) Campo medio de la corriente superficial del mar (SSC) durante el periodo de mediciones en la región donde la cobertura fue al menos del 60%. En tonos de gris se representa el error cuadrático medio de la velocidad de la corriente superficial. Las regiones de semi-arco que se indican con líneas negras corresponden a la zona de cobertura espacial de cada uno de los sistemas de HFR.

along the coast from the east to the west of the HFR coverage area, which can also be considered a mean flow that would exist in the absence of Tehuanos, with mean current speed of $\sim 0.4 \text{ m s}^{-1}$ and a temperature $2 \text{ }^\circ\text{C}$ higher than that of the surrounding water. Though we do not show all the images of the sequence of measurements, it is important to note that in the absence of strong winds, the warm flow entering the GT on the eastern side is persistent. On 18 February, a wind event began and lasted 48 h. On 19 and 20 February (fig. 3c, d), the coastal current flows southwestwards on the eastern side of the coverage area (to the east of the wind jet axis). On the western side, the nearshore current reverses direction and converges with the coastal current from the east, forming a flow that moves in the direction of the offshore wind jet. The jet's position is evidenced by the area of lower temperature that extends offshore. After two days of intense wind, evidence of an anticyclonic structure can be observed on the left side of the coverage area (fig. 3d). In the instantaneous surface current map sequence for the days after 20 February (not shown), it is possible to observe that this structure moves southwards and increases in size, while a current again flows from the east to the west of the GT. A very similar pattern can be observed in the sequence of images obtained after the events of 10–12 February and 8–11 March (not shown). It is important to note, however, that the initial conditions were not similar in the images obtained prior to these events. We therefore suggest that the effect produced by a wind event is so significant that it modifies the surface circulation in a similar way regardless of the initial condition of the current field. The scant variability observed near the eastern coast (fig. 2b) suggests that wind has less of an effect on the coastal current on the eastern side, whereas the area of high

temperatura que se extiende hacia afuera de la costa. Después de dos días de viento intenso, se observa la evidencia de una estructura anticiclónica en el lado izquierdo de la zona de cobertura (fig. 3d). En la secuencia instantánea de mapas de corriente, para los días después del 20 de febrero (no mostrada), es posible observar que esta estructura se mueve hacia el sur y aumenta de tamaño, mientras que una corriente del este fluye nuevamente hacia el oeste a través del GT. Se puede observar un patrón muy similar al descrito anteriormente en la secuencia de imágenes obtenidas después de los eventos del 10 al 12 de febrero y del 8 al 11 de marzo (no mostrada). Sin embargo, es importante mencionar que no se observa una condición inicial similar en las imágenes previas a los eventos señalados. Esto permite proponer que el efecto que produce un evento de viento es tan significativo que modifica de forma muy similar la circulación superficial sin importar la condición inicial del campo de corrientes. La baja variabilidad observada cerca de la costa oriental (fig. 2b) sugiere que la corriente costera se ve menos afectada por el viento en el lado este, mientras que la zona de alta variabilidad en la costa occidental está relacionada con los cambios de magnitud y dirección en la corriente y la formación de remolinos anticiclónicos durante algunos eventos tehuanos.

Dinámica

Para evaluar el efecto del esfuerzo del viento sobre la dinámica de la circulación costera en el GT, se calcularon, mediante diferencias finitas e interpolación, el rotacional y la divergencia del esfuerzo del viento para cada punto de la malla donde se tenían las mediciones de los sistemas RAF. Asimismo, con las velocidades de la corriente superficial, se

variability on the western coast is related to the changes in magnitude and direction of the current and to the formation of anticyclonic eddies during some Tehuano events.

Dynamics

To assess the effect of wind stress on coastal circulation in the GT, finite differences and interpolation methods were

calcularon la energía cinética (E_k) y la vorticidad relativa (ω) en los nodos de la malla del área de cobertura de los sistemas RAF. Para cada nodo de la malla en la figura 2a, se calculó el coeficiente de correlación entre las series de tiempo de la componente zonal (τ_x), la componente meridional (τ_y), el rotacional ($\nabla \times \tau$) y la divergencia ($\nabla \cdot \tau$) del esfuerzo del viento y las series de tiempo de E_k (fig. 4a-d) y de ω (fig. 4e-h).

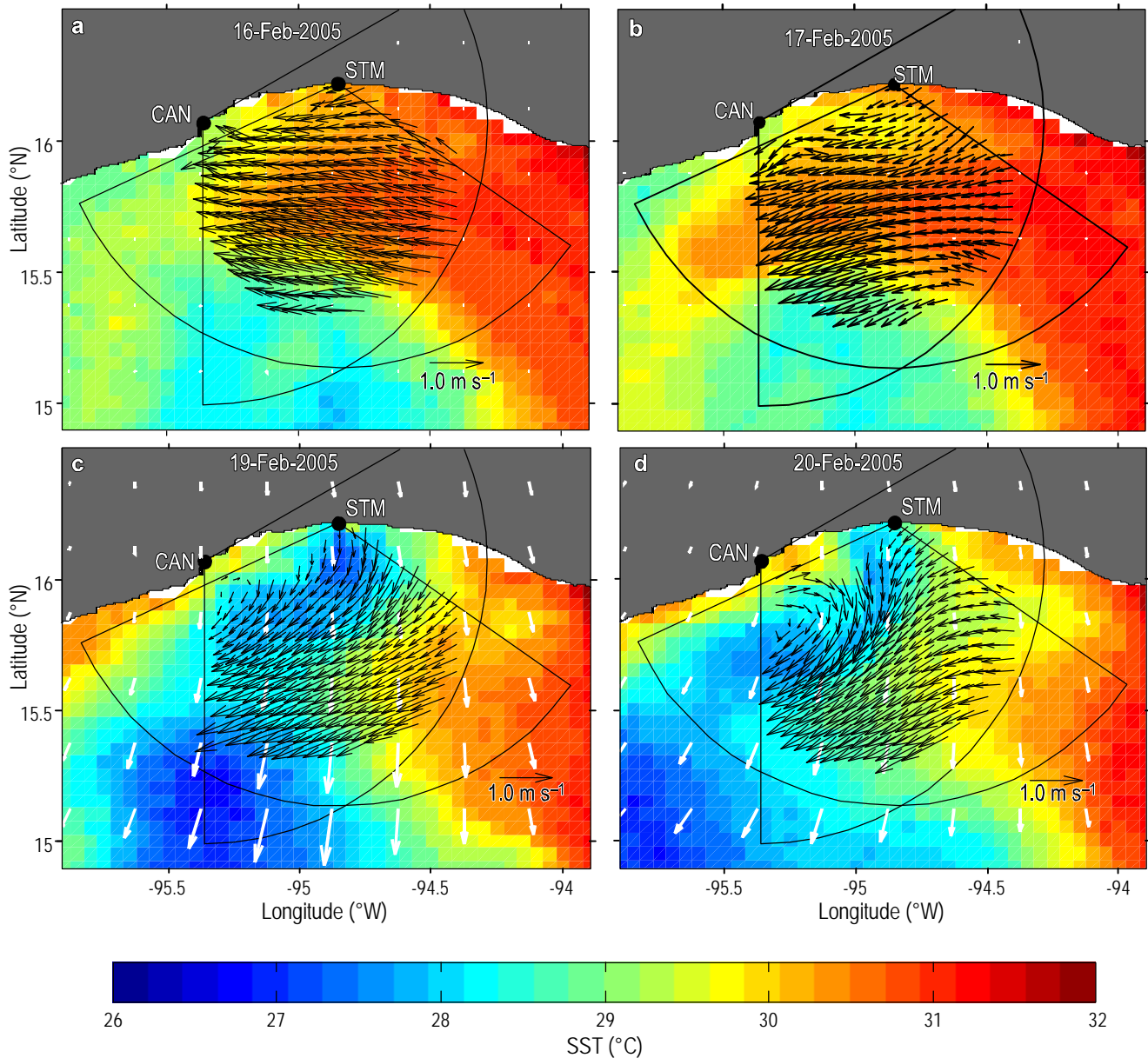


Figure 3. Daily averages of surface current superposed on GOES sea surface temperature (SST) imagery after a northerly wind event on (a) 16 February 2005 and (b) 17 February 2005. Surface current fields and SST for (c) 19 February 2005 and (d) 20 February 2005, when a Tehuano event occurred. White arrows indicate the wind field (STM = Santa María del Mar; CAN = Playa Cangrejo).

Figura 3. Promedios diarios de la corriente superficial sobrepuesta en imágenes de temperatura superficial del mar (SST, por sus siglas en inglés) del producto GOES después de un evento de viento del norte (a) el 16 de febrero de 2005 y (b) el 17 de febrero de 2005. Campos de corrientes superficiales y SST para el (c) 19 de febrero de 2005 y (d) 20 de febrero de 2005, cuando se observó un evento de viento tehuano. Las flechas blancas muestran el campo de viento (STM = Santa María del Mar; CAN = Playa Cangrejo).

used to calculate the wind stress curl and divergence for each grid point for which there were HFR measurements. Moreover, using surface current velocities, we calculated kinetic energy (E_k) and relative vorticity (ω) for the grid nodes of the area covered by the HFR systems. For each grid node in figure 2a we calculated the correlation coefficient between the time series of the wind stress zonal component (τ_x), meridional component (τ_y), curl ($\nabla \times \tau$), and divergence ($\nabla \cdot \tau$), and the time series of E_k (fig. 4a–d) and ω (fig. 4e–h).

The highest correlation values were obtained with E_k (fig. 4a–d). Zonal wind stress showed greater (negative) correlation with E_k to the west of 94.7° W (fig. 4a), that is, where τ_x is negative, and as E_k is positive, the westward τ_x favors the currents. The mean wind stress field shown in figure 1a helps to understand this relationship, since τ_x changes sign around 94.5° W and does not coincide with the wind jet axis or the axis of maximum variability ($\sim 95^\circ$ W). In contrast, the spatial distribution of the correlation between τ_y and E_k (fig. 4b) is more uniform and negative, and suggests an increase in E_k throughout the domain because τ_y is dominantly negative. Considering that E_k is defined as positive, the correlations shown in figure 4(a, b) indicate that increases in E_k are associated with increases in the intensity of the negative wind stress components.

The wind stress curl in the GT is the most intense of Mexican seas (Chelton *et al.* 2001). During Tehuano events, the curl is intense and asymmetric on both sides of the wind jet axis. Consequently, the spatial correlation with E_k (fig. 4c) is positive to the east of the wind jet axis (where the curl is positive) and negative to the west (where the curl is negative), indicating that $\nabla \times \tau$ favors the production of E_k on both sides of the wind jet axis. The spatial distribution of the correlation between $\nabla \cdot \tau$ and E_k is more homogeneous and positive within the area covered by the HFR systems (fig. 4d). This suggests that E_k and $\nabla \cdot \tau$ are coherent. This finding indicates the importance of the effect produced by $\nabla \cdot \tau$ on oceanic circulation in the GT, which can be as significant as that of τ_y and $\nabla \times \tau$.

The spatial correlations between the wind stress variables and ω (fig. 4e–h) are of lesser magnitude than those corresponding to E_k . Nonetheless, it is important to indicate that the highest values occurred in the area where an anticyclonic structure was identified (i.e., the west side of the coverage area). Of particular relevance are the correlations between τ_y and ω (fig. 4f) and between $\nabla \cdot \tau$ and ω (fig. 4h). This suggests that the most important effect produced by wind stress on ω is the formation of an anticyclonic structure because, within the extent of the coverage area, there is no evidence of the generation of the cyclonic counterpart on the east side in the event of surface circulation having a symmetric wind-event response. Contrary to the prior findings, the negative values of the correlation between τ_x and ω (fig. 4e) and between $\nabla \times \tau$ and ω (fig. 4g) on the east side are larger in magnitude than the positive values on the west side. These results

Los valores de correlación más altos se obtuvieron con E_k (fig. 4a–d). El esfuerzo del viento en la dirección zonal presentó una correlación (negativa) mayor con E_k al oeste de 94.7° W (fig. 4a), es decir, donde τ_x es negativa, y al ser E_k positiva, τ_x en dirección al oeste favorece a las corrientes. El campo promedio del esfuerzo del viento (figura 1a) ayuda a entender esta relación, ya que τ_x cambia de signo alrededor de 94.5° W y no coincide con el eje del chorro de viento o de máxima variabilidad ($\sim 95^\circ$ W). En contraste, la distribución espacial de la correlación entre τ_y y E_k (fig. 4b) es más uniforme y negativa, y sugiere un aumento de E_k en todo el dominio dado que τ_y es predominantemente negativa. Considerando que E_k es definida positiva, las correlaciones mostradas en la figura 4(a, b) indican que los aumentos de E_k están asociados con aumentos en la intensidad de las componentes del esfuerzo del viento en dirección negativa.

El rotacional del esfuerzo del viento en el GT es el más intenso en los mares mexicanos (Chelton *et al.* 2001). Durante los eventos tehuanos, el rotacional es intenso y antisimétrico a ambos lados del eje del chorro viento. Consecuentemente, la correlación espacial con E_k (fig. 4c) es positiva al este del eje del chorro de viento (donde el rotacional es positivo) y negativa al oeste (donde el rotacional es negativo), lo que revela que $\nabla \times \tau$ favorece la producción de E_k en ambos lados del eje del chorro de viento. La distribución espacial de la correlación entre $\nabla \cdot \tau$ y E_k es muy homogénea y positiva dentro del área de cobertura de los sistemas RAF (fig. 4d). Esto implica que E_k y $\nabla \cdot \tau$ son coherentes. Este resultado establece la importancia del efecto que produce $\nabla \cdot \tau$ sobre la circulación oceánica en el GT, que puede ser tan significativa como la de τ_y y la de $\nabla \times \tau$.

Las correlaciones espaciales entre las variables del esfuerzo del viento y la ω (fig. 4e–h) son de menor magnitud que las correspondientes con E_k . No obstante, es importante señalar que los valores de mayor correlación se ubican en la zona donde se ha identificado la generación de una estructura anticiclónica (i.e., en el lado oeste de la zona de cobertura de los sistemas RAF). En particular destacan las correlaciones entre τ_y y ω (fig. 4f), y entre $\nabla \cdot \tau$ y ω (fig. 4h). Esto sugiere que el efecto más importante producido por el esfuerzo del viento sobre ω es la formación de una estructura anticiclónica, ya que, hasta donde alcanzan las mediciones de corriente superficial, no existen evidencias de la generación de la contraparte ciclónica en el lado este en el supuesto caso de que la respuesta de la circulación superficial ante eventos de viento fuese simétrica. En contraste con los resultados anteriores, se puede observar que los valores negativos de la correlación entre τ_x y ω (fig. 4e), y entre $\nabla \times \tau$ y ω (fig. 4g) en la parte oriental son más grandes en magnitud que los valores positivos en la parte occidental. Estos resultados permiten suponer que hay un efecto más significativo de τ_y y $\nabla \cdot \tau$ durante el periodo inicial de los eventos de viento, debido a que la dirección del viento es prácticamente hacia el sur, con una componente mínima en dirección paralela a la costa.

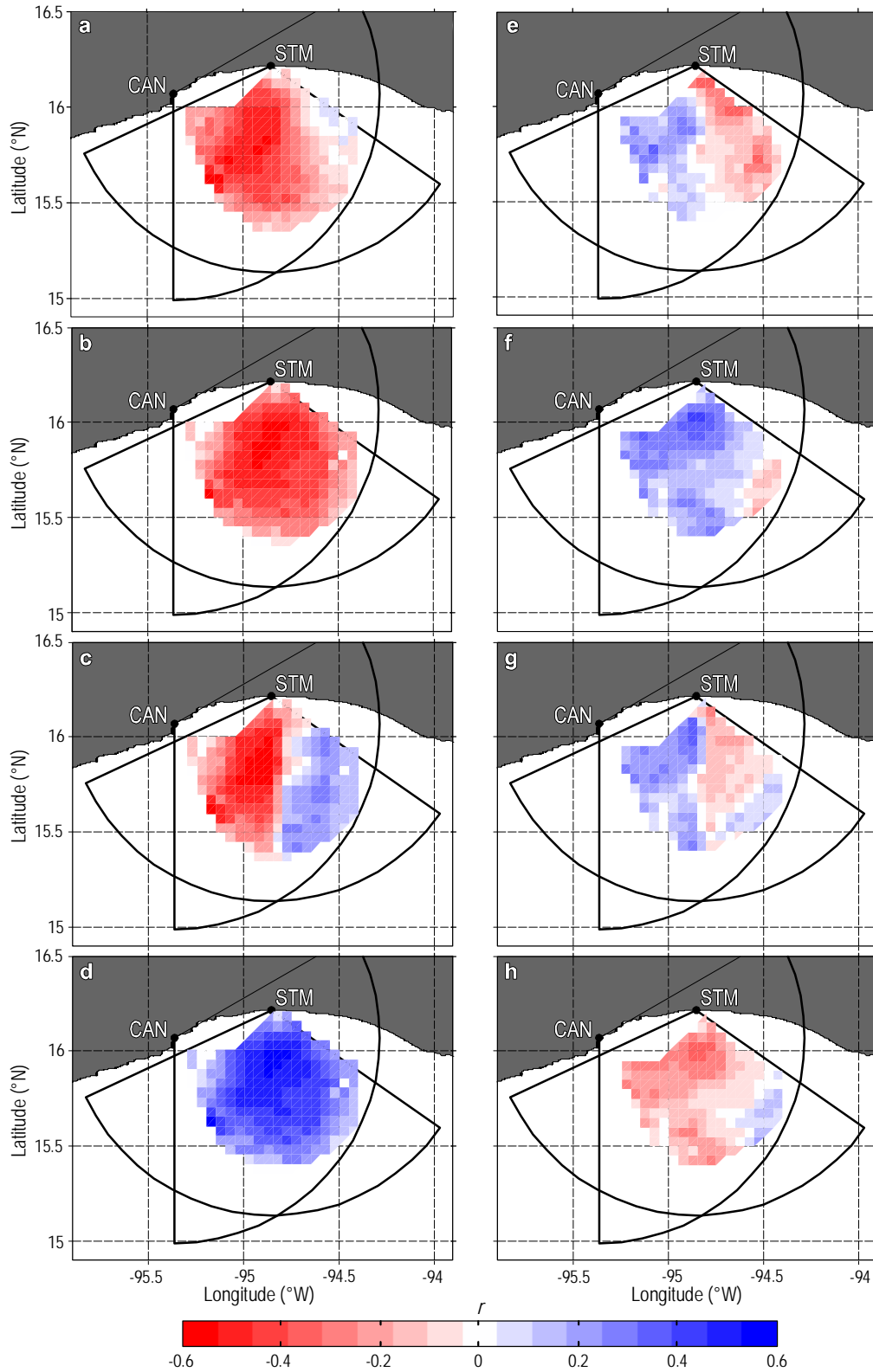


Figure 4. Two-dimensional correlation maps between the (a) zonal component (τ_x), (b) meridional component (τ_y), (c) curl ($\nabla \times \tau$), and (d) divergence ($\nabla \cdot \tau$) of wind stress and kinetic energy (E_k), and between (e) τ_x , (f) τ_y , (g) $\nabla \times \tau$, and (h) $\nabla \cdot \tau$ and relative vorticity (ω) (STM = Santa María del Mar; CAN = Playa Cangrejo).

Figura 4. Mapas de correlación bidimensional entre (a) la componente zonal (τ_x), (b) la componente meridional (τ_y), (c) el rotacional ($\nabla \times \tau$) y (d) la divergencia ($\nabla \cdot \tau$) del esfuerzo del viento y la energía cinética (E_k), y entre (e) τ_x , (f) τ_y , (g) $\nabla \times \tau$ y (h) $\nabla \cdot \tau$ y la vorticidad relativa (ω) (STM = Santa María del Mar; CAN = Playa Cangrejo).

indicate a more significant effect of τ_y and $\nabla \cdot \tau$ during the initial period of the wind events, since wind direction is mostly southwards, with a minimum component parallel to the coast. As the wind events develop and intensify, wind direction changes to SSW due to the Coriolis effect, increasing the values of τ_x and negative $\nabla \times \tau$ on the west side. This results in a greater influence of wind on sea surface currents on the west side, where an anticyclonic structure is generated and subsequently moves southwesterwards.

DISCUSSION

To determine the overall effect of winds on sea surface currents, figure 5 shows the temporal variation of wind stress curl (fig. 5a) and divergence (fig. 5b) at the point of maximum variability of wind stress (see fig. 1a), and the temporal variation of the spatial density of kinetic energy (E_k^* , fig. 5c) and relative vorticity (ω^* , fig. 5d):

$$E_k^* = \frac{1}{A} \int_A E_k dA \quad (1)$$

$$\omega^* = \frac{1}{A} \int_A \omega dA \quad (2)$$

where A is the HFR coverage area. The wind stress curl time series shows negative values during the Tehuano events, whereas the divergence time series shows more frequent oscillations with sign changes (fig. 5a, b). Figure 5(c, d) clearly shows that wind events produce increases in E_k^* and negative ω^* . All the time series of the zonal (τ_x) and meridional (τ_y) wind stress components (fig. 1b), as well as curl ($\nabla \times \tau$) and divergence ($\nabla \cdot \tau$) (fig. 5a, b) correlated with the E_k^* and ω^* time series for (a) the entire sampling period, (b) the periods of intense northerly winds, and (c) the periods of calm. The results of the correlation analysis are shown in table 1. The correlations including all data and only the Tehuano data are slightly lower, except for the correlation between τ_x and ω^* , which stops being significant during Tehuano events. Taking this into account, we provide the following interpretation of the results for the periods when northerly wind events occur and do not occur.

We noted relatively high correlations between E_k^* (-0.52 , -0.42) and the two wind stress components (τ_x , τ_y) during Tehuano events. As kinetic energy is defined as positive, these negative correlations indicate that increases in E_k^* are caused by SSW winds, that is, with negative τ_x and τ_y (see fig. 1b); however, the fact that the magnitude of τ_y is greater than that of τ_x suggests that E_k^* is mainly generated by τ_y . In the absence of Tehuanos or during weak wind conditions, the correlation with τ_y weakens (-0.29), while the correlation between E_k^* and τ_x remains important (-0.45). This suggests that in the absence of northerly wind events the zonal wind contributes to decrease E_k^* , since the direction of the wind

A medida que los eventos de viento se desarrollan e intensifican, la dirección del viento cambia hacia el SSO debido al efecto de la fuerza de Coriolis, y se incrementan los valores de τ_x y de $\nabla \times \tau$ negativo hacia el lado oeste. Lo anterior resulta en una mayor influencia del viento sobre las corrientes superficiales del océano en el lado oeste, donde se genera una estructura anticiclónica que posteriormente se desplaza con dirección suroeste.

DISCUSIÓN

Con el objetivo de encontrar de forma integral el efecto del viento sobre la corriente superficial, la figura 5 muestra la variación temporal del rotacional (fig. 5a) y la divergencia (fig. 5b) del esfuerzo del viento en el punto de máxima variabilidad del esfuerzo del viento (ver fig. 1a), y la variación temporal de la densidad espacial de energía cinética (E_k^* , fig. 5c) y de vorticidad relativa (ω^* , fig. 5d):

$$E_k^* = \frac{1}{A} \int_A E_k dA \quad (1)$$

$$\omega^* = \frac{1}{A} \int_A \omega dA \quad (2)$$

donde A es el área de cobertura de ambos sistemas RAF. La serie de tiempo del rotacional del esfuerzo del viento presenta valores negativos durante los eventos tehuano, mientras que la serie temporal de la divergencia muestra oscilaciones de mayor frecuencia con cambios de signo (fig. 5a, b). La figura 5(c, d) muestra con claridad que los eventos de viento producen incrementos de E_k^* y de ω^* negativa. Cada una de las series temporales de las componentes zonal (τ_x) y meridional (τ_y) (fig. 1b), del rotacional ($\nabla \times \tau$) y de la divergencia ($\nabla \cdot \tau$) (fig. 5a, b) del esfuerzo del viento se correlacionaron con las series de tiempo de E_k^* y ω^* para (a) todo el periodo de mediciones, (b) los periodos de viento intenso del norte y (c) los periodos de calma. Los resultados del análisis de correlación se muestran en la tabla 1. Las correlaciones que incluyen todos los datos y únicamente los correspondientes a los tehuano son ligeramente menores, a excepción de la correlación entre τ_x y ω^* , que deja de ser significativa durante los tehuano. Tomando en cuenta lo anterior, a continuación se describe la interpretación de los resultados para los periodos con presencia y ausencia de vientos del norte.

La E_k^* presenta correlaciones relativamente altas (-0.52 , -0.42) con las dos componentes del esfuerzo del viento (τ_x , τ_y) durante los eventos tehuano. Dado que la energía cinética es definida positiva, estas correlaciones de signo negativo indican que los aumentos de E_k^* son causados por vientos hacia el SSO, es decir, con τ_x y τ_y negativas (ver fig. 1b); sin embargo, el hecho de que la magnitud de τ_y es mayor que la de τ_x sugiere que E_k^* se genera principalmente por τ_y . En periodos con ausencia de tehuano o durante

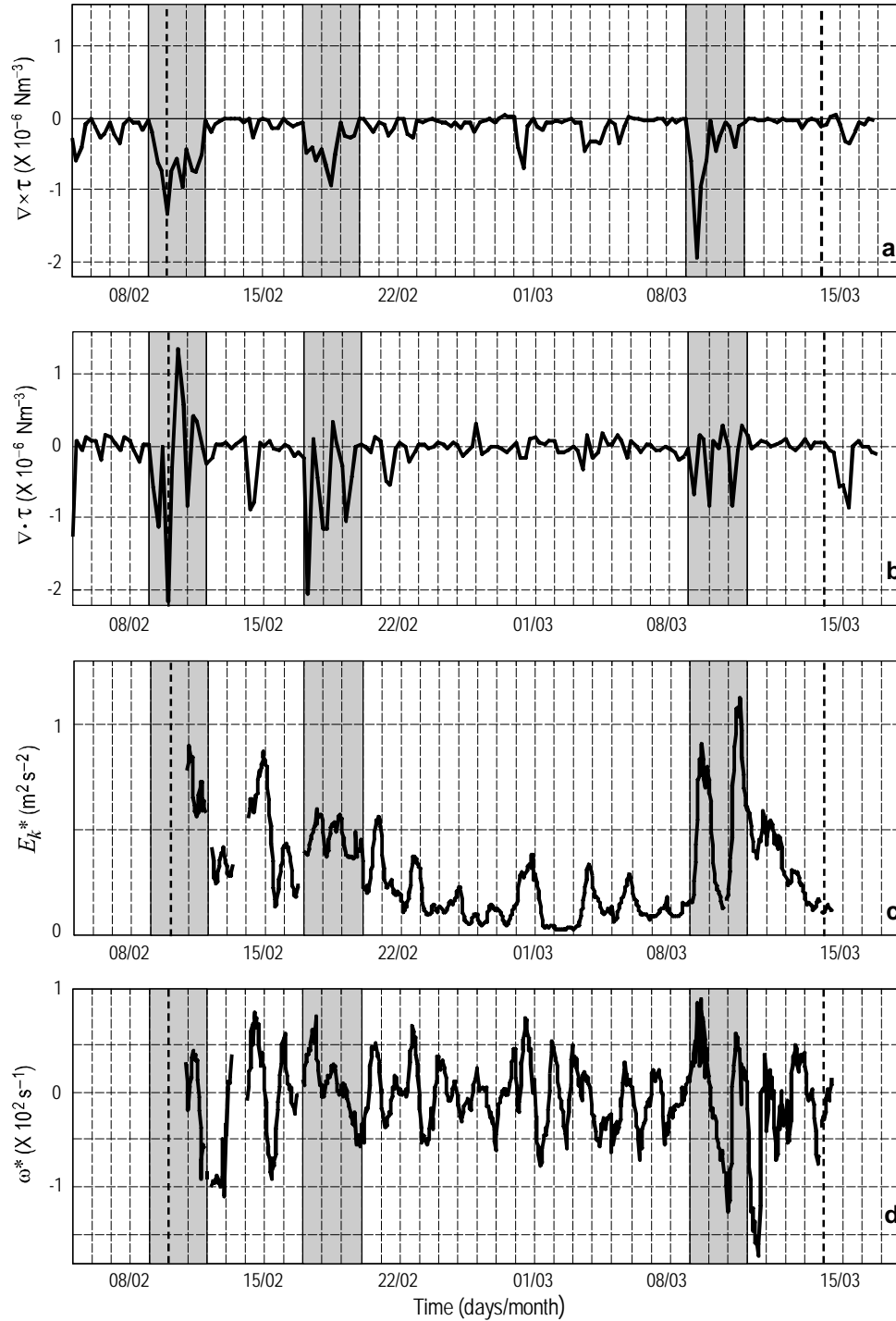


Figure 5. Time series of (a) wind stress curl ($\nabla \times \tau$), (b) wind stress divergence ($\nabla \cdot \tau$), and the spatial density of (c) kinetic energy (E_k^*) and (d) relative vorticity (ω^*). The sampling period (9 February to 18 March 2005) is delimited by dashed lines. The grey-toned bars indicate the periods when ua events occurred.

Figura 5. Series de tiempo de (a) el rotacional del esfuerzo del viento ($\nabla \times \tau$), (b) la divergencia del esfuerzo del viento ($\nabla \cdot \tau$) y la densidad espacial de (c) energía cinética (E_k^*) y (d) vorticidad relativa (ω^*). El periodo de mediciones está delimitado entre líneas punteadas y fue del 9 de febrero al 18 de marzo de 2005. Las barras de color gris muestran los periodos de eventos tehuanos.

Table 1. Scalar correlation values of the time series of the spatial density of kinetic energy (E_k^*) and relative vorticity (ω^*) with the representative time series of the wind stress zonal component (τ_x), meridional component (τ_y), curl ($\nabla \times \tau$), and divergence ($\nabla \cdot \tau$) at 15° N and 95° W. The correlation was calculated considering the data obtained during the entire sampling period, and in the presence and absence of northerly wind events. Values in bold are statistically significant (95%).

Tabla 1. Valores de correlación escalar de las series de tiempo de la densidad espacial de energía cinética (E_k^*) y vorticidad relativa (ω^*) con las series de tiempo representativas de las componentes zonal (τ_x) y meridional (τ_y), del rotacional ($\nabla \times \tau$) y de la divergencia ($\nabla \cdot \tau$) del esfuerzo del viento en el punto 15° N, 95° W. La correlación calculada se presenta al considerar todos los datos obtenidos durante el período de mediciones, y aquellos obtenidos en presencia y ausencia de los eventos de viento tehuano. Los valores en negritas son estadísticamente significativos (al 95%).

	All data		With Tehuanos		Without Tehuanos	
	E_k^*	ω^*	E_k^*	ω^*	E_k^*	ω^*
τ_x	-0.54	0.21	-0.52	0.16	-0.45	-0.11
τ_y	-0.46	0.43	-0.42	0.36	-0.29	0.02
$\nabla \times \tau$	-0.46	0.38	-0.42	0.33	-0.27	-0.26
$\nabla \cdot \tau$	0.45	-0.38	0.42	-0.32	0.37	0.09

(eastward) is contrary to that of the poleward coastal current (westward). The correlation coefficient between $\nabla \times \tau$ and E_k^* is only significant during the Tehuano events (-0.42). On the other hand, the relation between $\nabla \cdot \tau$ and E_k^* is significant in the presence (0.42) and absence (0.37) of these events. This indicates that negative $\nabla \times \tau$ produces increases in kinetic energy during the Tehuano events, whereas $\nabla \cdot \tau$ does so all the time.

One of the main effects of wind on the ocean is the production of relative vorticity. The generation of mesoscale eddies in the GT is directly related to Tehuano events (Stumpf 1975, Stumpf and Legeckis 1977), which have been observed by satellite images (Müller-Karger and Fuentes-Yaco 2000, McClain *et al.* 2002, González-Silvera *et al.* 2004) and direct measurements (Barton *et al.* 1993, Trasviña *et al.* 1995). Our observations presented herein corroborate the close relationship between the wind stress components (τ_x , τ_y) and relative vorticity (figs. 1b, 5d). Our results show that ω^* has low correlation with τ_x when Tehuano events occur (0.16) and do not occur (-0.11), and does not even reach statistically significant values. The fact that the correlation between ω^* and τ_y is high (0.36) during Tehuanos and null (0.02) when they are absent indicates that the production of vorticity occurs mainly during wind events due to the contribution of τ_y . On the other hand, in the absence of wind events, ω^* does not show any relationship with the wind-associated variables, indicating that there is another significant source, besides wind, that produces relative vorticity.

vientos débiles la correlación con τ_y se vuelve débil (-0.29), mientras que la correlación entre E_k^* y τ_x es aún importante (-0.45). Esto sugiere que en ausencia de eventos de viento existe cierta contribución del viento zonal para disminuir E_k^* , ya que la dirección del viento (al este) es opuesta a la de la corriente costera que va hacia el polo (al oeste). El coeficiente de correlación entre $\nabla \times \tau$ y E_k^* sólo es significativo durante los tehuanos (-0.42). Por otro lado, la relación entre $\nabla \cdot \tau$ y E_k^* es significativa tanto en la presencia (0.42) como en la ausencia (0.37) de estos eventos. Esto indica que durante los tehuanos, un $\nabla \times \tau$ negativo produce aumentos de energía cinética, mientras que $\nabla \cdot \tau$ lo hace durante todo el tiempo.

Uno de los principales efectos del viento sobre el océano es la producción de vorticidad relativa. Se ha demostrado que la generación de remolinos de mesoescala en el GT está asociada directamente a los eventos tehuanos (Stumpf 1975, Stumpf y Legeckis 1977), los cuales han sido observados mediante imágenes satelitales (Müller-Karger y Fuentes-Yaco 2000, McClain *et al.* 2002, González-Silvera *et al.* 2004) y estudios de mediciones directas (Barton *et al.* 1993, Trasviña *et al.* 1995). Las observaciones que se presentan aquí corroboran la relación estrecha entre las componentes del esfuerzo del viento (τ_x , τ_y) y la vorticidad relativa (ver figs. 1b y 5d). Los resultados muestran que ω^* tiene muy baja correlación con τ_x en presencia (0.16) y ausencia (-0.11) de eventos tehuanos y ni siquiera alcanza valores estadísticamente significativos. El hecho de que la correlación de ω^* con τ_y es alta (0.36) durante los tehuanos y nula (0.02) en ausencia de éstos muestra que la producción de vorticidad ocurre, principalmente, durante eventos de viento debida a la contribución de τ_y . Por otra parte, en ausencia de eventos de viento, ω^* no muestra relación alguna con las variables asociadas al viento, lo que indica que existe otra fuente significativa, además del viento, que produce vorticidad relativa. Durante los vientos del norte, la correlación entre ω^* y $\nabla \times \tau$ es positiva (0.33) y la correlación entre ω^* y $\nabla \cdot \tau$ es negativa (-0.32), y es significativa en ambos casos. Fuera de los eventos de viento tehuano, los valores de correlación son bajos (-0.26 y 0.09). Estos resultados indican que los aumentos de ω^* durante los eventos de viento están relacionados con aumentos de $\nabla \times \tau$ negativo y $\nabla \cdot \tau$ positiva. Lo anterior comprueba la importancia que puede tener $\nabla \cdot \tau$ sobre la circulación superficial, que puede llegar a ser tan significativa como la del $\nabla \times \tau$.

CONCLUSIONES

Este trabajo presenta observaciones de corrientes y temperatura superficial obtenidas frente a la costa del GT que muestran la variabilidad temporal del océano cerca de la costa en un periodo de tiempo donde se presentan fuertes eventos de viento. La circulación costera en invierno, después de un evento tehuano, muestra una corriente que

During northerly wind events, the correlation between ω^* and $\nabla \times \tau$ is positive (0.33) and the correlation between ω^* and $\nabla \cdot \tau$ is negative (-0.32), and it is significant in both cases. In the absence of Tehuanos, the correlation values are low (-0.26 and 0.09). These results indicate that increases in ω^* during wind events are related to increases in negative $\nabla \times \tau$ and positive $\nabla \cdot \tau$. This also confirms the significant effect that $\nabla \cdot \tau$ can have on surface circulation, which can be as significant as that of $\nabla \times \tau$.

CONCLUSIONS

In this study we present surface temperature and current observations obtained in the GT showing the nearshore ocean temporal variability in a period of time when strong wind events occur. Winter coastal circulation after a Tehuano event shows a persistent current flowing from east to west at a mean speed of $\sim 0.4 \text{ m s}^{-1}$, resulting in the inflow to the GT of a warm water mass. This current entering on the east side is very persistent during the sampling period and is associated with an area of low variability off the east coast. Barton *et al.* (2009) also reported the presence of a 100-km-wide coastal current of $\sim 0.2 \text{ m s}^{-1}$ during winter. More recently, the results obtained by Flores-Vidal *et al.* (2011) show that this current is persistent throughout the year. At the beginning of the wind events the coastal surface current deviates southwards and is associated with a decrease in surface temperature below the wind jet axis. As the wind events develop, the current on the west side reverses and converges with the current entering on the east side. Both currents converge in the northern part of the GT and flow southwards below the wind jet axis. The formation of an anticyclonic structure that captures a patch of cold upwelled water is observed on the west side, but the formation of its cyclonic counterpart is not observed on the opposite side, at least not within the HFR coverage area. This wind-driven dynamics is another of our findings that is in agreement with that reported by Barton *et al.* (2009).

Contrary to that reported by Trasviña and Barton (2008), who observed a dipole structure in summer, the formation of a cyclonic eddy on the east side of the GT cannot be distinguished in our winter observations despite the use of sea surface temperature imagery to speculate beyond the area covered by the HFR systems. We assume that the main discrepancy producing this response is the difference between the duration and intensity of the wind events, which are longer lasting (up to six days) but less intense ($\sim 10 \text{ m s}^{-1}$) in summer relative to the winter pulses that last two to three days but reach speeds of up to 18 m s^{-1} .

To date, the eddies generated in the GT have been studied after they have been formed (Trasviña *et al.* 1995) and, as they occur far from shore, when they can be identified in satellite images; however, the physical mechanisms that generate these eddies and the reason why they are not the same in size and intensity have not yet been clearly

fluye de manera persistente de este a oeste a una velocidad promedio de $\sim 0.4 \text{ m s}^{-1}$; esto provoca la entrada de una masa de agua cálida al GT. Esta corriente que entra por el este fue muy persistente durante el periodo de observaciones y está asociada con una zona de baja variabilidad hacia el este frente a la costa. Este resultado es congruente con el trabajo de Barton *et al.* (2009), quienes registran la presencia de una corriente costera de $\sim 0.2 \text{ m s}^{-1}$ y 100 km de ancho durante el invierno. Recientemente, los resultados de Flores-Vidal *et al.* (2011) muestran que esta corriente es persistente durante todo el año. Durante el inicio de los eventos de viento la corriente costera superficial se desvía hacia el suroeste y está asociada con un descenso en la temperatura superficial por debajo del eje del chorro de viento. Conforme se desarrollan dichos eventos, la corriente del lado oeste se invierte de tal forma que genera convergencia costera con la corriente que entra por el este. Ambas corrientes convergen en la parte norte del GT y fluyen hacia el sur por debajo del eje del chorro de viento. En el lado oeste se observa parte de la formación de una estructura anticiclónica que captura una mancha de agua fría, producto de la surgencia y la mezcla producidas por el viento, mientras que en el lado opuesto no se observa la formación de su contraparte ciclónica, por lo menos no dentro del área de cobertura de los sistemas RAF. Esta dinámica forzada por el viento es otro resultado de nuestras mediciones que está de acuerdo con el trabajo de Barton *et al.* (2009).

A diferencia de lo registrado por Trasviña y Barton (2008) para la circulación de verano, donde se muestra la presencia de una estructura en forma de dipolo, en las observaciones de invierno del presente estudio no se pudo distinguir la formación del remolino ciclónico en el lado este del GT, aun cuando se usaron las imágenes de la temperatura superficial del mar para especular más allá de la zona de cobertura de los sistemas RAF. Se puede suponer que la principal discrepancia que produce esta respuesta es la diferencia entre la duración e intensidad de los eventos de viento, los cuales son más duraderos (hasta 6 días) pero de menor intensidad ($\sim 10 \text{ m s}^{-1}$) en verano con respecto a los "pulsos" de invierno que duran de dos a tres días pero alcanzan velocidades de hasta 18 m s^{-1} .

Hasta la fecha, los remolinos generados en el GT han sido estudiados una vez que se han formado (Trasviña *et al.* 1995) y cuando ya es posible identificarlos con imágenes satelitales, debido a que se encuentran lejos de la costa; sin embargo, no se han establecido de forma clara cuáles son los mecanismos físicos que generan dichos remolinos y el motivo por el cual no son iguales en tamaño e intensidad. Los resultados que se presentan aquí apoyan la hipótesis planteada de que la asimetría entre las características de ambos remolinos es producida, o al menos intensificada, por la presencia de la corriente costera observada, la cual no ha sido considerada en trabajos anteriores donde se discute sobre la formación y evolución de los remolinos.

Los resultados de los cálculos de correlación, que consideran por primera vez la componente del viento paralela a la

identified. The results presented in the present study support the hypothesis that the asymmetry between the characteristics of both eddies is produced, or at least intensified, by the presence of the coastal current observed, which has not been considered in prior reports discussing the formation and evolution of these eddies.

The results of the correlation estimates, which for the first time consider the wind component parallel to the coast and wind stress divergence, indicate that the kinetic energy of the surface current is well related to the variation in wind stress during the entire sampling period and during northerly wind events. In the absence of wind events, however, the correlation is much higher using only the zonal component of wind stress, which suggests a direct effect on circulation, weakening the westward flowing current and, therefore, causing a decrease in kinetic energy. On the other hand, relative vorticity had high correlations only with the offshore component, wind stress curl and divergence throughout the sampling period and during Tehuano events, which means that the significant increases in negative relative vorticity were produced during the wind events.

Based on this study, we suggest that coastal circulation in the GT is also related to the zonal component of wind stress. On the other hand, the apparent importance of wind stress divergence indicates that other mechanisms are involved, in addition to Ekman transport and pumping, and turbulent mixing, which should be studied in the future to fully understand the processes that produce surface cooling.

ACKNOWLEDGEMENTS

The present study was supported by the Mexican Council for Science and Technology (CONACYT projects U40822-F, 62520, 85018, and direcIOA), by a UC MEXUS-CONACYT collaborative research grant, and by the Autonomous University of Baja California (UABC projects 311, 323, and 341). The first author acknowledges receipt of a PhD scholarship from CONACYT, and support from the CONACYT mixed-funding program (2005) and the UABC for a research stay at the University of Hawaii. The acquisition of satellite images and data was supported by SEP-2004-C01-48164 and UABC. Special thanks to the academic staff and students of Mar University at Puerto Angel and of the Oceanographic Research Station (Mexican Navy Ministry) at Salina Cruz for their assistance during the transportation, installation, and operation of the radar systems on the coast of Oaxaca. The valuable comments of three anonymous reviewers are highly appreciated.

English translation by Christine Harris.

REFERENCES

- Atlas R, Hoffman RN, Bloom SC, Jusem JC, Ardizzone J. 1996. A multiyear global surface wind velocity data set using SSM/I wind observations. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 77: 869–882.
- Barton ED, Argote ML, Brown J, Kosro PM, Lavín MF, Robles JM, Smith RL, Trasviña A, Vélez HS. 1993. Supersquirt: Dynamics of the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Oceanography* 6: 23–30.

costa y la divergencia del esfuerzo del viento, indican que la energía cinética de la corriente superficial está bien relacionada con la variabilidad del esfuerzo del viento durante todo el periodo de mediciones y durante los tehuanos. Sin embargo, en ausencia de eventos de viento, la correlación es mucho mayor cuando se utiliza sólo la componente zonal del esfuerzo, lo que sugiere una acción directa sobre la circulación, al debilitar la corriente costera que va hacia el oeste y, por tanto, producir una disminución en la energía cinética. Por otra parte, la vorticidad relativa sólo tiene correlaciones altas con la componente normal a la costa, el rotacional y la divergencia del esfuerzo del viento durante todo el periodo de mediciones y durante los tehuanos; esto implica que los aumentos significativos observados en la vorticidad relativa negativa se produjeron durante los eventos de viento.

A partir de este estudio se puede señalar que la circulación costera en el GT está también relacionada con la componente zonal del esfuerzo del viento. Por otra parte, la importancia aparente de la divergencia del esfuerzo del viento nos sugiere la influencia de otros mecanismos implicados, además del bombeo y el transporte de Ekman, y la mezcla turbulenta, que deberían ser estudiados en un futuro para tener un entendimiento completo de los procesos que producen el enfriamiento observado en la superficie.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo fue apoyado por el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT; proyectos U40822-F, 62520, 85018 y direcIOA), por el proyecto de colaboración UCMexUS-CONACYT y por la Universidad Autónoma de Baja California (UABC; proyectos 311, 323 y 341). Se agradece a CONACYT el apoyo otorgado al primer autor para la beca de doctorado y la estancia de trabajo en la Universidad de Hawaii a través del programa Beca Mixta 2005. La adquisición de las imágenes y datos satelitales fue apoyado a través del proyecto SEP-2004-C01-48164 y la UABC. Por último, pero no menos importante, queremos también agradecer al personal académico y estudiantes de la Universidad del Mar, campus Puerto Angel, y de la Estación de Investigación Oceanográfica de Salina Cruz de la Secretaría de Marina Armada de México el apoyo brindado para la logística del traslado, la instalación y la operación de los sistemas de radar de alta frecuencia en la costa de Oaxaca. Se agradece también a los tres revisores anónimos sus valiosos comentarios para mejorar el manuscrito.

- Barton ED, Lavín MF, Trasviña A. 2009. Coastal circulation and hydrography in the Gulf of Tehuantepec, Mexico, during winter. *Cont. Shelf Res.* 29: 485–500.
- Clarke AJ. 1988. Inertial wind path and sea surface temperature patterns near the Gulf of Tehuantepec and Gulf of Papagayo. *J. Geophys. Res.* 93(C12): 15491–15501.
- Chelton DB, Esbensen SK, Schlax MG, Thum N, Freilich MH, Wentz FJ, Gentemann CL, McPhaden MJ, Schopf PS. 2001. Observations of coupling between surface wind stress and sea surface temperature in the Eastern Tropical Pacific. *J. Clim.* 14: 1479–1498.
- Flores-Vidal X, Durazo R, Flament P, Chavanne C. 2011. Circulación costera en ausencia de viento en el Golfo de Tehuantepec, México: Observaciones con radares de alta frecuencia. *Cienc. Mar.* 37(4A): 493–512.
- González-Silvera A, Santamaría-del-Ángel E, Millán-Núñez R, Manzo-Monroy H. 2004. Satellite observations of mesoscale eddies in the gulfs of Tehuantepec and Papagayo (Eastern Tropical Pacific). *Deep-Sea Res. II* 51: 587–600.
- Gurgel KW, Antonischki G, Essen HH, Schlick T. 2000. Wellen Radar (WERA): A new ground-wave HF radar for ocean remote sensing. *Coast. Eng.* 37: 219–234.
- Hoffman RN. 1984. SASS wind ambiguity removal by direct minimization. *Mon. Weather Rev.* II 112: 1829–1852.
- Kessler WS. 2002. Mean three-dimensional circulation in the Northeast Tropical Pacific. *J. Phys. Oceanogr.* 32: 2457–2471.
- Large WG, Pond S. 1981. Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. *J. Phys. Oceanogr.* 11: 324–336.
- Lavín MF, Robles JM, Argote ML, Barton ED, Smith R, Brown J, Kosro M, Trasviña A, Vélez HS, García J. 1992. Física del Golfo de Tehuantepec. *Cienc. Desarr.* VXVIII(103): 98–108.
- McClain CR, Christian JR, Signorini SR, Lewis MR, Asanuma I, Turk D, Dupouy-Douchement C. 2002. Satellite ocean-color observations of the tropical Pacific Ocean. *Deep-Sea Res. II* 49: 2533–2560.
- McCreary JP, Lee HS, Enfield DB. 1989. The response of the coastal ocean to strong offshore winds: With application to circulations in the gulfs of Tehuantepec and Papagayo. *J. Mar. Res.* 47: 81–109.
- Müller-Karger FE, Fuentes-Yaco C. 2000. Characteristics of wind-generated rings in the eastern tropical Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.* 105(C1): 1271–1284.
- Paduan J, Cook M. 2004. HFRadarmap toolbox for MATLAB, Naval Postgraduate School, Monterey, California (available at <http://www.oc.nps.navy.mil/radlab/HFRadarmapToolbox/>).
- Romero-Centeno R, Zavala-Hidalgo J, Gallegos A, O'Brien JJ. 2003. Isthmus of Tehuantepec wind climatology and ENSO signal. *J. Clim.* 16: 2628–2639.
- Steenburgh WJ, Schultz DM, Colle BA. 1998. The structure and evolution of gap outflow over the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Mon. Weather Rev.* 126: 2673–2691.
- Stumpf HG. 1975. Satellite detection of upwelling in the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *J. Phys. Oceanogr.* 5: 383–388.
- Stumpf HG, Legeckis RV. 1977. Satellite observations of mesoscale eddy dynamics in the eastern tropical Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.* 7: 648–658.
- Trasviña A, Barton ED. 2008. Summer circulation in the Mexican tropical Pacific. *Deep-Sea Res. I* 55: 587–607.
- Trasviña A, Barton ED, Brown J, Vélez HS, Kosro PM, Smith RL. 1995. Offshore wind forcing in the Gulf of Tehuantepec, Mexico: The asymmetric circulation. *J. Geophys. Res.* 100(C10): 20649–20663.
- Wyrski K. 1965. Surface currents of the eastern tropical Pacific ocean. *Inter-Am. Trop. Tuna Comm. Bull.* 9 (5): 271–304.

*Received December 2010;
accepted May 2011.*